

## EVALUACIÓN DE TEMPERATURA DE RADIACIÓN, A NIVEL DE SUPERFICIE EN COBERTURAS DE ALTA MONTAÑA.

Autor: Aponte Saravia Jhonathan Est. Maestría Geomática

### RESUMEN

El propósito de la investigación fue determinar las temperaturas a nivel de superficie en diferentes tipos de coberturas, en ecosistemas de alta montaña y discriminar los tipos de coberturas por temperaturas, ubicado en la cordillera de La Viuda departamentos de Junín y Lima - Perú, de los datos de las bandas termales banda 10 y banda 11, de la imagen Landsat 8 OLI/TIRS, aplicando la metodología desarrollada por (Artis & Carnahan, 1982), ya que esta metodología no requiere datos adicionales para el cálculo; donde se encontraron temperaturas que varían desde -1.34 a 35.22 grados centígrados, valores de emisividad de superficies entre 0.963 a 0.982, valores de temperaturas de superficies en afloramientos de roca y suelo desnudo, que varían de 0.00 a 35.22 grados centígrados y otros tipos de cobertura en diferentes rangos de temperatura, estos valores de temperaturas en diferentes tipos de coberturas, sin embargo, desarrollado el análisis no ha permitido clasificar los tipos de coberturas mediante temperaturas a nivel de superficie.

**Palabras Clave:** Temperatura de superficie; temperatura de radiación.

### I. INTRODUCCIÓN

Muchos de los problemas ambientales son respuestas de los procesos ambientales naturales, que están en continua evolución y otros provocados por la actividad antrópica, como el calentamiento global (Carmona, Ocampo, Usunoff, Cienfuegos, & Aires, 2011). El uso de las imágenes satelitales, es una fuente importante de datos, incrementado notablemente su aplicación en los últimos años, en el sector público y privado (Hantson et al., 2011), porque esta tecnología permite desarrollar aplicaciones múltiples en investigaciones climáticas y ecológicas, evapotranspiración, monitoreo de la vegetación, modelización del ciclo hidrológico, salud urbana, temperaturas y estudios ambientales (Windahl & Beurs, 2016).

La temperatura de superficie, es la respuesta de los cambios de todo los flujos de energía en la interface entre la superficie y la atmosfera, esto está directamente influenciado por procesos físicos y químicos entre la

superficie y la atmosfera en toda las escalas, que van formando componentes críticos en hidrología, meteorología, climatología y estudios ambientales (Sobrino, Jiménez-Muñoz, & Paolini, 2004; Li et al., 2013).

Con el desarrollo de la teledetección, es posible obtener datos y una de las mejores posibilidades para medir las temperaturas a nivel superficie (TNS) en todo el mundo con suficiente resolución temporal y espacial (Li et al., 2013), además, las bandas de infrarrojo térmico detectan cambios de temperatura con una precisión cercana a los 0.1 °C (Galindo 2007); también, es importante la estimación de radiación en estudios de cambios globales, y está relacionado con el control de modelos climáticos y otros (Wubet, 2003; Jiménez-Muñoz, 2005), así mismo, es un parámetro importante que controla la dinámica energética e hídrica entre la atmosfera y la superficie terrestre (Carmona et al., 2011), y muchos estudios se basan en el conocimiento de la temperatura a nivel de la superficie, como la geología hidrología, seguimiento de la vegetación y modelos de circulación general (Jiménez-Muñoz, 2005).

Los sensores de infrarrojo térmico miden la radiancia, puede ser convertida en temperatura de brillo en el techo de la atmosfera, si el sensor tiene los canales de recepción en el espectro 10.50 – 12.50 micrómetros (um); entonces el acceso de la temperatura a nivel de superficie podría parecer un proceso factible, sin embargo, no es fácil (Jiménez-Muñoz, 2005), pero, generalmente, la temperatura de radiación a nivel de superficie es aceptado como un sustituto de la temperatura superficial (Windahl & Beurs, 2016).

Las temperaturas a nivel de superficie, tienen relación directa con los procesos de ablación en los glaciares (Wu, Wang, He, & Jiang, 2015), la heterogeneidad de la superficie de la tierra, como la vegetación, topografía, evapotranspiración, etc. (Neteler, 2010).

Existen diferentes técnicas para estimar temperaturas a nivel de superficie, por ejemplo, algoritmo mono canal, algoritmo multicanal y algoritmo multiangular (Jiménez-Muñoz, 2005; Li et al., 2013), sin embargo, estos métodos requieren de datos adicionales de imágenes como MODIS y/o AVIRIS, mientras que el algoritmo propuesto por (Carnahan, 1982), no requiere otros parámetros para estimar la temperatura a nivel de superficie (Farina, 2012). Esta metodología, permite recuperar datos de

temperatura desde el periodo de lanzamiento de la imagen Landsat 5, ello podría permitir realizar investigaciones multitemporales en periodos largos a nivel global.

Sin embargo, el paisaje complejo de las montañas de glaciares, dificulta obtener las mediciones mediante sensores remotos, limitando desarrollar de manera eficiente la recuperación de datos de temperatura a nivel de superficie y validar cada dato (Wu et al., 2015), además, las temperatura a nivel de superficie en estos ecosistemas es muy importante, para desarrollar modelos hidrológicos de balance de energía en glaciares, humedales, lagunas u otros tipos de coberturas (Wu et al., 2015).

La selección del área fue debido a la diversidad de tipos de coberturas que existe en esta zona, como: número considerable de lagunas y humedales de alta montaña de diversas extensiones, tres picos de montañas con presencia de glaciares en proceso de derretimiento, coberturas de pastos naturales adaptados a climas extremos, afloramientos de roca y suelo desnudos con alta mineralización y topografía de terreno diverso con pendientes que varían de 0% a más de 100%.

Por ello, el propósito de esta investigación fue determinar las temperaturas a nivel de superficie en diferentes tipos de coberturas, en ecosistemas de alta montaña e intentar discriminar los tipos de coberturas mediante valores de temperaturas.

## II. MATERIALES Y MÉTODO

El lugar donde se realizó la investigación, se ubica en la cordillera de La Viuda, localizado en los Andes Centrales de Perú, en los departamentos de Lima y Junín, en un área aproximada de 400 kilómetros cuadrados, de longitud y ancho promedio de 20 x 20 kilómetros, en coordenadas geográficas latitud sur y longitud oeste 11°05'14.69"; 76°25'41.38", 11° 29'52.28"; 76°08'24.82", 11°37'34.85", 76°19'43.22" y 11°13'04.20", 76°36'56.01", a una altitud promedio de 4185 m.s.n.m., ver (Fig.01), con precipitación promedio anual de 1200 milímetros, correspondiente a una zona de vida, paramo muy húmedo-Subalpino Tropical, paramo pluvial-Subalpino Tropical y Nival Tropical (MINAM, 2012), con vegetación escasa con predominio de tipo gramínea y con áreas considerables de humedales de alta montaña, afloramientos de roca y presencia de glaciares en las cotas más altas.

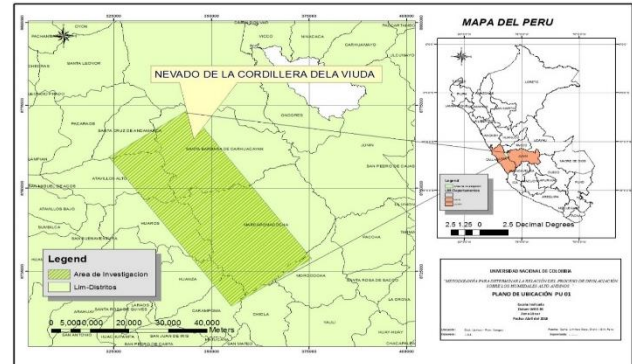


Fig.01: Mapa de ubicación de área de estudio.

### Datos de la Imagen.

Los datos para este proceso fueron descargados de la url <http://earthexplorer.usgs.gov/> United States Geological Survey, Path 06 Row 69 de fecha 05 de agosto del 2016, hora 12:55.34z., por consiguiente se seleccionaron bandas 10 y 11 de la imagen Landsat 8 OLI/TIRS, fuente de acceso libre, de resolución de 90 x 90 metros, resampleado a 30 x 30 metros.

La selección y extracción del área de interés se realizó en el software ARCGIS 10.3, con la extensión extract to mask, del mismo modo los pasos de conversión de nivel digital (ND) a radiancia, de radiancia a temperatura de brillo, los análisis de índice normalizado de vegetación (NDVI), y la ejecución de la ecuación (7), para estimar la temperatura a nivel de superficie, en la extensión algebra de mapas, el programa antes mencionado.

### Conversión de nivel digital a valores de radiancia.

Para estimar la temperatura de superficie a partir de la radiancia térmica, se realizó la corrección del efecto atmosférico, la emisividad de la superficie aplicando el algoritmo mono canal desarrollado por (Sobrinho, Jiménez-Muñoz, & Paolini, 2004; Carmona *et al.*, 2011), mediante la siguiente ecuación.

$$L_{\text{sat}} = DN(\lambda) * gain(\lambda) + offset(\lambda). \text{ Ecuación (1)}$$

Dónde:

$L_{\text{sat}}$ : Es la radiancia espectral a nivel de TOA ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ ).

$DN(\lambda)$ : nivel digital derivado de ingreso de la radiancia espectral.

$gain(\lambda)$ : es el coeficiente de ganancia del sistema amplificado ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1} \cdot DN^{-1}$ ) que se encuentran en la metadata de la imagen.

$offset(\lambda)$ : movimiento del coeficiente ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ ).

Se encuentran disponibles en la metadata de la imagen.

### Conversión de radiancia espectral a temperatura de superficie radiante nivel TOA.

Después de haber obtenido los valores numéricos de las celdas de la imágenes de (ND) a valores de radiancia, se desarrolló el cálculo de la temperatura de brillo (TB en grados Kelvin), mediante la ecuación inversa de Steffan – Planck (Wubet, 2003; Hantson *et al.*, 2011; Rzepka, 2012).

$$TB = \frac{K2}{\ln\left(\left(\frac{k1}{\lambda sat}\right)+1\right)} \quad \text{Ecuación (2)}$$

Donde:

$T_B$  = temperatura natural al tope de la atmosfera o temperatura de brillo solar en K.

$\lambda sat$  : Es la radiancia espectral a nivel de TOA ( $W \cdot m^{-2} \cdot sr^{-1} \cdot \mu m^{-1}$ ),

Para banda10

$k_2 = 1321.08$

$k_1 = 774.89$

Para banda11

$k_2 = 1201.14$

$k_1 = 480.88$

Donde  $k_1$  y  $k_2$  son valores de coeficientes de calibración térmica de para la banda10 de la imagen Landsat 8 OLI/TIRS, que se ha conseguido en el metadata de la imagen obtenida.

Luego de haber calculado la ecuación anterior, el siguiente paso fue estimar la relación entre constante de Planck, constante Boltzmann, y la velocidad de la luz (Rzepka, 2012; Obregon y Parraga, 2016), mediante la siguiente ecuación, ver ecuación(3); ya que esta constante fue necesario para calcular la ecuación(7).

$$\rho = \frac{h \cdot c}{\sigma} \quad \text{Ecuación (3)}$$

$h$ = constante de Stefan Boltzmann  $1.38 \times 10^{-23}$  j/k

$c$ = velocidad de la luz  $2.998 \times 10^8$  m/s

$\sigma$ = constante de Plank  $6.626 \times 10^{-34}$  js

### Calculo de emisividad.

Estimar la emisividad en superficies naturales es en general difícil de realizar, sin embargo para estimar

temperaturas a nivel de superficie es importante (Jiménez-Muñoz, 2005), para ello, se calculó a partir de la reflectividad de la banda que se encuentra en el espectro de color rojo, y de la proporción de la cubierta vegetal  $P_v$ , obtenida del índice normalizado de vegetación (NDVI) (Hantson *et al.*, 2011; Wang, *et al.*, 2012).

$$\varepsilon = \varepsilon_v * P_v + \varepsilon_m(1 - P_v) + d\varepsilon \quad \text{Ecuación (4)}$$

Dónde:  $P_v$  es parámetro de entrada de la estimación de la emisividad,  $\varepsilon_v$  es la emisividad de la vegetación valor típicamente asumido por 0.98,  $\varepsilon_m$  es la emisividad de los materiales también valor típicamente asumido por 0.92 y  $d\varepsilon$  es la fracción de la emisividad causado por reflexiones internas o efecto de cavidad que se observa en la ecuación (6), en tal sentido, para calcular la fracción de emisividad fue mediante la ecuación (5) (Farina, 2012).

$$d\varepsilon = (1 - \varepsilon_m)\varepsilon_v * F * (1 - P_v) \quad \text{Ecuación (5)}$$

Dónde:

$F$ , es el factor de forma relativo a la estructura geométrica de la vegetación (se asume un valor de 0,55) (Farina, 2012).

Tabla 01: Calculo de emisividad.

NDVI	PIXELES	EMISIVIDAD
NDVI<0.2	Si el NDVI tiene valores menores a 0.2, los pixeles son considerados como suelo desnudo o urbano.	0.92
0.2<NDVI<0.5	Cuando el NDVI tiene mayores valores o igual a 0.5, los pixeles son considerados mixtos entre vegetación y suelo desnudo.	0.92 – 0.98
NDVI> 0.5	Cuando los valores de NDVI tienen valores mayores a 0.5 los pixeles son considerados áreas con vegetación abundante.	0.98

Para determinar el valor de  $P_v$ , desarrollando el análisis de índice normalizado de vegetación obtenido por la siguiente ecuación:

$$P_v = \left( \frac{NDVI - NDVI_{min}}{NDVI_{max} - NDVI_{min}} \right)^2 \quad \text{Ecuación (6)}$$

Dónde: la  $NDVI_{max}$  y  $NDVI_{min}$  son los valores de NDVI de la vegetación y el suelo respectivamente, se le asigna estos valores debido a la falta de mediciones espectrales de la zona de estudio.

Los valores de  $NDVI_{min} = 0.2$ ;  $NDVI_{max} = 0.5$  citado por (Sobrino *et al.*, 2004) y para (Xiong *et al.*, 2012) los

valores para  $NDVI_{min} = 0.05$ ;  $NDVI_{max} = 0.7$  en suelos con coberturas con vegetación de diferentes densidades.

Los análisis de NDVI, son utilizados para caracterizar los tipos de coberturas, para estudios cuantitativos relacionados entre los ambientes térmicos, las expansiones urbanas, así mismo para expresar la densidad de la vegetación (Sobrino et al., 2004).

$$NDVI = (banda5 - banda4) / (banda5 + banda4) \quad \text{Ecuación (7)}$$

Dónde: Banda4 y banda5 son los valores numéricos (ND) de cada pixel de las imágenes ópticas Landsat 8 OLI/TIRS, banda4 espectro rojo (0,63 a 0,69 micras), banda5 espectro infrarrojo cercano (0,76-0,90 micras), respectivamente.

### Calculo de temperatura a nivel de superficie.

Para calcular la temperatura a nivel de superficie, a partir de la temperatura de brillo, fue corregido con los datos de emisividad, calculando con la siguiente ecuación desarrollada por (Artis & Carnahan, 1982).

$$LST = \frac{TB}{1 + \left( \frac{\lambda \cdot TB}{\rho} \right) \cdot \ln \varepsilon} \quad \text{Ecuación (8)}$$

Dónde: LST es la temperatura de la superficie, en grados Kelvin; TB es la temperatura de brillo o temperatura de superficie radiante en grados Kelvin;  $\lambda$  la longitud de onda emitida en micras banda 10 (10.89 micras);  $\rho$  es  $h \times c / \sigma$  ( $1.438 \times 10^{-2}$  m K);  $h$  es la constante de Planck ( $6.26 \times 10^{-34}$  J s);  $c$  es la velocidad de la luz ( $2.998 \times 10^8$  m / seg);  $\sigma$  es de Stefan constante de Boltzmann ( $1.38 \times 10^{-23}$  J K<sup>-1</sup>); y  $\varepsilon$  es la emisividad asumida en la superficie.

Para estimar la temperatura normalizada a nivel de superficie se utiliza los valores de temperatura máxima y temperatura mínima calculando mediante la siguiente ecuación desarrollado por (Xu & Chen, 2004).

$$T^* = \frac{T_s - T_o}{T_{max} - T_o} \quad \text{Ecuación (9)}$$

Donde:

$T^*$  es la temperatura normalizada,  $T_s$  temperatura a nivel de superficie,  $T_o$  Temperatura mínima y  $T_{max}$  es la temperatura máxima del área de estudio.

La Fig.02. Presenta de forma resumida y esquemática la metodología desarrollada en los procedimientos metodológicos descritos anteriormente.

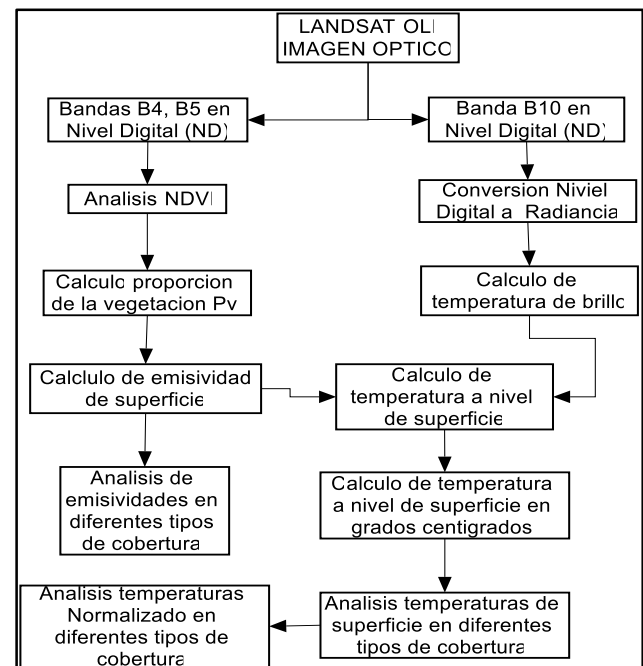


Fig. 02: Diagrama de flujo de trabajo.

### III. RESULTADOS Y DISCUSIONES.

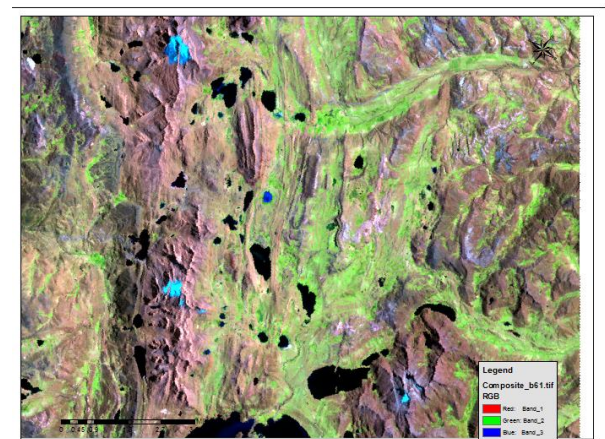


Fig.03: Composición de las bandas 5, 4,3 en RGB de la imagen Landsat OLI/TIRS.

De la composición de falso color de las bandas, en el canal rojo banda infrarrojo cercano, canal verde banda roja y canal azul banda verde, mediante esta combinación se observa la distribución espacial de las coberturas, como los glaciares, cuerpos de aguas, cobertura vegetal (vegetación gramínea y turberas), afloramientos de roca y suelo descubierto.



### Análisis de tipos de coberturas.

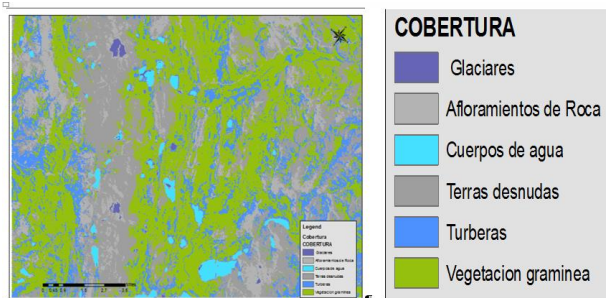


Fig.04: Mapa de tipos de coberturas nivel III Corine land cover, desarrollado de las bandas 4 y 5 de la imágenes Landast 8 OLI/TIRS., mediante la metodología de índice normalizado de vegetación.

Tabla 02: Descripción de tipos de coberturas, con áreas en Hectáreas y proporción porcentual.

Cobertura	Área (Ha)	%
Glaciares	164,99	0,264
Cuerpos de Agua	1982,18	3,172
Turberas	11072,95	17,721
vegetación gramínea	25980,93	41,578
suelos descubierto	16943,40	27,115
Afloramientos de Roca	6342,12	10,150
Total	62486,58	100,000

La Fig. 04, muestra la distribución espacial de los tipos de coberturas en ecosistemas de alta montaña, y la tabla. 02 describe las extensiones superficiales en Hectáreas (Ha) en proporciones porcentuales de los tipos de coberturas; cuya área total es 62486.58 Ha; donde 164.99 (Ha) corresponden a glaciares; 1982.18 (Ha) corresponde a cuerpos de agua; 11072.95 (Ha) corresponde a turberas; 25980.93 (Ha) pertenece a vegetación de tipo gramínea; 16943.40 (Ha), corresponde a suelos descubierto o suelos sin cobertura vegetal y 6342.12 (Ha) son afloramientos de rocas; equivalente a 0.264%, 3.172%, 17.721%, 41,578%, 27,115% y 10,150% respectivamente.

### Análisis de distribución espacial de emisividad.

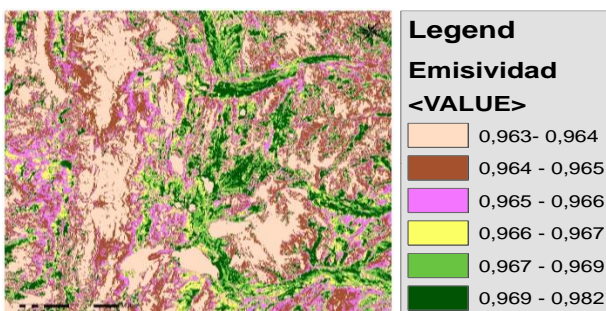


Fig.05: distribución espacial de emisividades de diferentes tipos de coberturas.

En la Fig.05, se observa el rango de valores de emisividades que varían de 0.963 a 0.982; en tal sentido, los valores de 0.963 a 0.964 corresponden a tipos de coberturas de glaciares, aguas superficiales, afloramientos de roca y suelo desnudo; los rango de valores de 0.964 a 0.965 corresponden a afloramientos de roca y suelo desnudo; los rangos de valores de 0.965 a 0.966 corresponden a suelos desnudos vegetación de tipo gramínea; los valores de 0.966 a 0.967 corresponden a vegetación herbácea y suelos desnudos; los valores de 0.967 a 0.969 corresponden a vegetación herbácea y humedales, de igual forma en estos valores de 0.969 a 0.982 se encuentran humedales y vegetación herbácea.

### Análisis de distribución de temperaturas normalizadas.

Tabla 03: Descripción de valores de temperatura normalizada por tipo de cobertura.

Valor	Glaciar	Cuerpos de agua	Turberas
mínimo	0.00	0.30	0.40
máximo	0.125	0.37	0.53
Valor	Pastos	Suelos descubiertos	Afloramientos de roca
mínimo	0.53	0.00	0.00
máximo	0.81	1.00	1.00

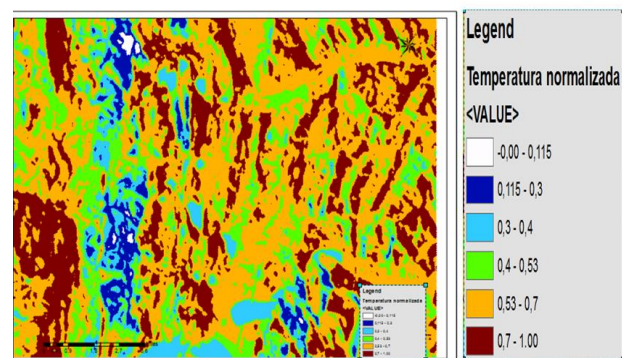


Fig.06: Mapa de distribución de temperatura normalizada que varía entre 0.00 y 1.00, generado de la bandas termal de las imagen Landsat 8 OLI/TIRS.

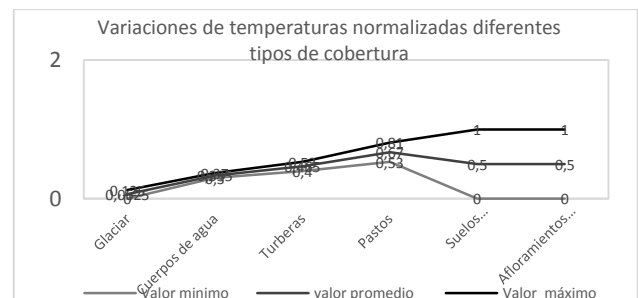


Fig.07: variación de valores de temperaturas normalizadas en diferentes tipos de coberturas.

La Fig.06: Describe la distribución de temperaturas normalizadas, la tabla 03: Muestra los rangos de valores de temperatura normalizada por tipo de cobertura para glaciares, entre 0.00-0.125, cuerpos de agua de 0.30-0.37, turberas de 0.40- 0.53, pastos o gramíneas 0.53-0.81, suelos descubiertos y afloramientos de roca se encuentran entre los valores de 0.00-1.00, respectivamente, así mismo, la Fig. 07. describe la variación de valores de temperatura normalizada, de los diferentes tipos de coberturas, las coberturas de afloramientos de roca y suelo desnudo resultaron tener rango de valores muy amplios.

#### Análisis de distribución de temperaturas.

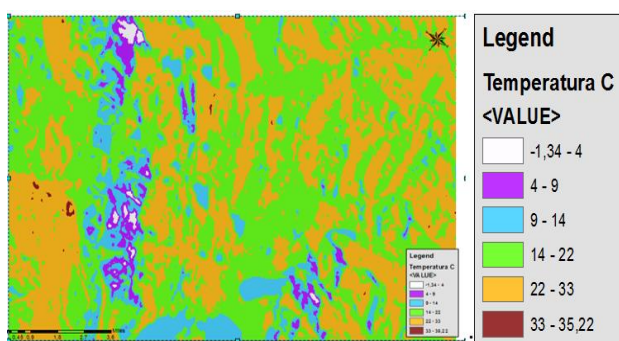


Fig. 08: Distribución de temperaturas a nivel de superficie que varía de -1.34 a 35.22, de fecha 05 de agosto del 2016, hora 12:55.34z, derivado de las bandas termales de la imagen Landsat 8 OLI/TIRS.

Tabla 04: Distribución de temperaturas a nivel de superficie en diferentes tipos de coberturas en grados centígrados.

Valor	Glaciar	Cuerpos de agua	Turberas y pastos
mínimo	-1.34-4.0	9-14	14-22
máximo			
Valor	Pastos	Suelos de descubiertos	Afloramientos de roca
mínimo	22-33	0-35.22	0.00-35.22
máximo			

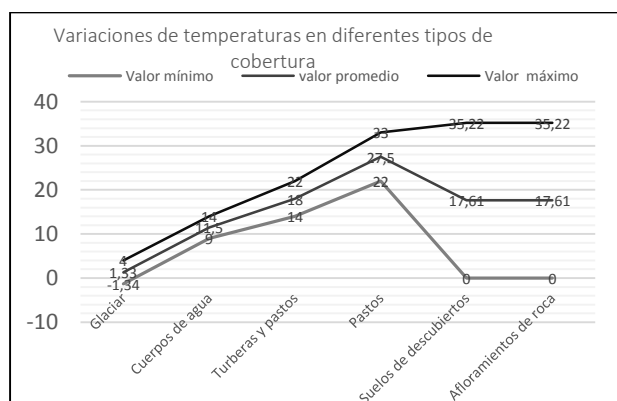


Fig. 09: Variación de temperaturas a nivel de superficie en diferentes tipos de coberturas.

La Fig.09: Muestra la distribución espacial de temperatura de radiación, se observan las variaciones de temperatura máxima - mínima promedio, en los distintos tipos de coberturas y la tabla 04, describe los rangos de valores de temperatura que varían de -1.34 – 4.00 grados centígrados en glaciares, de 9.00 – 14.00 grados centígrados en cuerpos de agua, de 14.00 – 22.00 grados centígrados en turberas, 22.00 – 33.00 grados centígrados en pastos o gramíneas y 0.00 - 35.22 grados centígrados en suelos descubiertos y afloramientos de rocas; mientras que la Fig. 08, muestra la distribución espacial de las temperaturas a nivel de superficies divididos en rangos de valores y colores.

#### IV. DISCUSIONES

En las montañas de Tíbet (Wu *et al.*, 2015) determinaron temperaturas de los glaciares en diferentes periodos que varían de -33.15 a 6.85 grados centígrados encontrando las mínimas el día 16 del 2013 y temperaturas máximas el día 240 del 2013, con rangos de valores de emisividad que varían de 0.963 a 0.993; sin embargo, en el área de estudio se encontraron temperaturas mínimas de -1.34 grados centígrados y la temperatura máxima de 4 grados centígrados y los valores de emisividad fue de 0.963 a 0.964, a su vez estos valores corresponden a otros tipos de coberturas, comparados los resultados en temperaturas existe diferencias significativas, pero en valores de emisividad no existen diferencias.

El valor de emisividad en cuerpos de agua encontrados por (Farina, 2012), fue 0.94, cuya temperatura fue mayor de 27.46 grados centígrados, en la ciudad de Sevilla-España, (Mallick, Kumar, Shashtri, Rahman, & Mukherjee, 2012), determino que en este tipo cobertura tiene rango de valores de 0.971 a 0.980, cuyas temperaturas de superficie fue de 22.20 a 25.00 grados centígrados, mientras que en el área de estudio los valores de emisividad se encuentra en los rangos de valores de 0.963 a 0.964, y temperaturas a nivel con rango de valores de 9.00 a 14.00 grados centígrados; comparando los valores encontrados en las diferentes investigaciones y en condiciones de temperatura diferentes los valores de emisividad tienen rangos de valores distintos.

Los valores de emisividad encontrados por (Farina, 2012) para zonas agrícolas, en espacios semi naturales y humedales fue de 0.96, mientras que el área de estudio las coberturas de pastos naturales y humedales tienen rango de valores de 0.967 a 0.982; con temperaturas de superficies de 14.00 a y 22.00 grados centígrados, en

humedales; de 22.00 a 35.22 grados en coberturas de pastos naturales.

## V. CONCLUSIONES

Los rangos de valores de emisividad, en superficies de los glaciares, y cuerpos de agua tienen valores distintos, y temperaturas de superficies variables, por ello es importante, desarrollar estudios de temperatura de superficie en los glaciares y lagunas, en la cadena de montañas de los andes tropicales; además es importante para estimar cálculos de balance hídrico en estos ecosistemas.

La distribución de temperatura a nivel de superficie y temperaturas normalizadas, tienen distribuciones espaciales similares; sin embargo, no existe relación de temperaturas con los tipos de coberturas, porque los suelos desnudos y afloramientos de roca tienen temperaturas que varían de 0.00 a 35.22 grados centígrados.

Los valores amplios de temperatura de superficie de 0.00 a 35.22 grados centígrados, en afloramientos de roca y suelos desnudos, probablemente es debido a otros factores, como: la de topografía de terreno, la exposición del terreno, y sobre todo de la densidad de mineralización ya que en el área de estudio existe alta mineralización de elementos metálicos; el mismo que permite discriminar los tipos de cobertura por temperatura de superficie.

No fue posible clasificar los tipos de coberturas, mediante los valores de temperaturas a nivel de superficie, debido a que en las coberturas de afloramiento de roca y suelo desnudo existen todos los niveles.

## REFERENCIAS.

Carmona, F., Ocampo, D., Usunoff, E., Cienfuegos, I., & Aires, B. (2011). Teledetección: Recientes aplicaciones en la región Pampeana (p. 108).

Farina, A. (2012). Exploring the relationship between land surface temperature and vegetation abundance for urban heat island mitigation in Seville, Spain. LUMA-GIS Thesis nr. Lund University. Retrieved from <http://lup.lub.lu.se/luur/download?func=downloadFile&recordId=3460284&fileId=3460402>

Hantson, S., Chuvieco, E., Pons, X., Domingo, C., Cea, C., Moré, G., ... Tejero, J. a. (2011). Cadena de procesamiento estándar para las imágenes Landsat del

Plan Nacional de Teledetección. Revista de Teledetección, 36, 51–61.

Jiménez-Muñoz, J. C. (2005). Estimación de la Temperatura y la Emisividad de la Superficie Terrestre a Partir de Datos Suministrados por los Sensores de Alta Resolución. Universidad de Valencia.

Li, Z.-L., Tang, B.-H., Wu, H., Ren, H., Yan, G., Wan, Z., ... Sobrino, J. a. (2013). Satellite-derived land surface temperature: Current status and perspectives. Remote Sensing of Environment, 131, 14–37. <http://doi.org/10.1016/j.rse.2012.12.008>

Mallick, J., Kumar, C., Shashtri, S., Rahman, A., & Mukherjee, S. (2012). International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation Land surface emissivity retrieval based on moisture index from LANDSAT TM satellite data over heterogeneous surfaces of Delhi city, 19, 348–358.

Sobrino, J. A., Jiménez-Muñoz, J. C., & Paolini, L. (2004). Land surface temperature retrieval from LANDSAT TM 5. Remote Sensing of Environment, 90(4), 434–440. <http://doi.org/10.1016/j.rse.2004.02.003>

Vanessa Sofia Soberon Forsberg esaul Obregon Parraga. (2016). Identify of Heat Island in the City of Metropolitan Lima Using Satellite Images 5TM, 77(1), 34–44.

Wang, Ma, Ding, L. (2012). Detection of urban expansion and land surface temperature change using multi-temporal landsat images, 1–9. <http://doi.org/10.1016/j.envexpbot.2012.01.010>

Windahl, E., & Beurs, K. De. (2016). International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation An intercomparison of Landsat land surface temperature retrieval methods under variable atmospheric conditions using in situ skin temperature, 51, 11–27.

Wu, Y., Wang, N., He, J., & Jiang, X. (2015). Estimating mountain glacier surface temperatures from Landsat-ETM+ thermal infrared data: A case study of Qiyi glacier, China. Remote Sensing of Environment, 163, 286–295. <http://doi.org/10.1016/j.rse.2015.03.026>

Wubet, M. T. (2003). Estimation of Absolute Surface Temperature By Satellite Remote Sensing, (March), 121. Retrieved from [https://www.itc.nl/library/Papers\\_2003/msc/wrem/tsehaye.pdf](https://www.itc.nl/library/Papers_2003/msc/wrem/tsehaye.pdf)

Xu, H. Q., & Chen, B. Q. (2004). Remote sensing of the urban heat island and its changes in Xiamen City of SE China. Journal of Environmental Science (China). <http://doi.org/10.1029/2001JD001278>

002263\r10.1029/2002GL015295